

With the author's compliments

T. Tabata D-p

Tadashi TABATA 1960 On the Formation and Growth of Sea Ice in the Southern Part of the Okhotsk Sea. *Low Temperature Science, Ser. A*, 19. (With English résumé p. 185)

オホーツク海南半部における海水の生成についての一考察*

田 畑 忠 司

(低温科学研究所 海洋学部門)

(昭和 35 年 6 月受達)

I. まえがき

高緯度地方の海では冬のあいだに表面から可成りの深さまで温度と塩分が殆んど一様な冷水塊ができることがよく知られている。

この水塊は、秋から冬にかけて表面海水がはげしく冷却されて密度が増し、対流による混合が盛になることによって生成されるものと考えられている。また、海水ができる海域では、単に温度低下による混合ばかりでなく、結氷のときに放出される塩のために氷の下の海水の塩分、したがつて密度が増すことが対流による混合を促進し、冷水塊の下限はますます深くなる。これらのはかに、表面からの蒸発によつても海水の塩分がふえるし、降水は逆の作用を及ぼし、風波による拡乱、または拡散によつても混合がおこる。海面からの蒸発と降水については、Jacobs¹⁾の研究によると、例えば千島列島の太平洋岸附近では秋季(9~11月)の蒸発量は 0.2 g/cm²/day 以下で、降水は 0.22 cm/cm²/day 以下である。したがつてオホーツク海では秋には蒸発と降水はほぼひとしいとみなしても近似的には正しいであろう。風波による拡乱が 100 m 以上の深さにまで達するとは考えられないし、拡散による混合の速度はきわめておそいので、オホーツク海では秋から冬にかけておこる鉛直混合は温度低下と海水生成に起因する密度増加によるものとみなすことができる。

温鹹混合によつてできた冷水塊は、春になると表面近くがあたためられ、温度の垂直分布曲線は中層で極小を示して中冷水とよばれるようになる。中冷水は上からばかりでなく下層からもあたためられて次第に衰えるが夏の終り近くまで存在するものが多く、時には次の冬に冷却によつて再び冷水塊の生成が繰り返えされるまで残つているものもある。

オホーツク海ではこのようにしてできた中冷水が夏でもほとんどその全域にわたつて存在していることが確められている^{2), 3)}。また冬にはほとんど全域に海水がみられることも知られている⁴⁾。福富⁵⁾はオホーツク海には平均しておよそ 41 m の深さに密度の躍層があるために、海水の生成の問題は深さが 41 m の浅い海の場合とほぼ同様に考えられることを指摘し、各種の気象要素、実験で求めた海水から大気への放熱係数、氷厚増加係数を用いてオホーツク海の結氷初日と最大氷厚の分布を求めた。その研究において福富は結氷開始前におこる温鹹混合に

* 北海道大学低温科学研究所業績 第 546 号

注目したが、結氷がはじまつたのちの海水の鉛直混合についてはふれていない。

筆者はオホーツク海の結氷前および結氷開始後の温鹹混合の発達過程と氷厚増加及びそれに必要な放熱量を、Зубов, Defant⁶⁾ が提唱し Lee と Simpson 及び Brown⁷⁾ が用いたのとほぼ同じ方法を用いて吟味した。またいくつかの地点における最大氷厚値の推定も試みた。

II. 冷却による温鹹混合

海では夏のおわり頃に表面水温が最高値に達し、その後次第に低くなる。この温度が低くなりつつある時季、いいかえると、海面から大気へ放射される熱量が海がうけとる熱量よりも多い時季を考える。又、海潮流などによる海水の流動はないものとする。

海をひとしい厚さ h をもついくつかの層に分割して考え、各々の層の中では温度と塩分、したがつて密度も一様であるとする。表面から数えて各層をそれぞれ h_1, h_2, \dots とし、温度、塩分、密度をそれぞれ、 $t_1, S_1, \rho_1; t_2, S_2, \rho_2; \dots$ とする。多くの場合には $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \dots$ であるが、時にはとなりあつたいくつかの層の密度が互にひとしい場合もある。海水の塩分は 24.7% 以上の場合が多いので水温が下ると密度が増すと考えても一般性を失わない。

h_1 層の密度 ρ_1 がなんらかの原因で増して ρ_2 に等しくなると h_1 と h_2 の層の水は混合する。 ρ_1 の増加が水温 t_1 が Δt_1 だけ下つたためにおこり、塩分 S_1 は変化しないとすると、2つの層が混合してできた水塊 \bar{h}_2 の水温と塩分はそれぞれ

$$\bar{t}_2 = \frac{t_1 + t_2 - \Delta t}{2} = t_2 - \Delta t_{2h} \quad (1)$$

$$\bar{S}_2 = \frac{S_1 + S_2}{2} = S_2 \quad (2)$$

となる。この際に h_1 層から失われた熱量 $\Delta Q_{t,2}$ は単位面積あたり

$$\Delta Q_{t,2} = c \rho_1 h \Delta t_{2h} \quad (3)$$

である。ただし c は海水の比熱である。

実際には海面からの蒸発と降水によって塩分が変化するが、オホーツク海中央部における蒸発量と降水量は測定せられていないので、既にのべたように、蒸発量と降水量はひとしいとみなしてそれらによる塩分の変化を無視する。

h_1 と h_2 の層が混合してできた水塊 \bar{h}_2 の水温が $\Delta t_{1,2}$ だけ下つて $\bar{\rho}_2 (= \rho_2) = \rho_3$ となると \bar{h}_2 と h_3 が混合して次のような水温、塩分を呈する水塊ができる

$$\bar{t}_3 = \frac{t_1 + t_2 + t_3 - \Delta t_1 + 2\Delta t_{1,2}}{3} = t_3 - \Delta t_{3h}$$

$$\bar{S}_3 = \frac{S_1 + S_2 + S_3}{3} = S_3$$

このようにして、水温低下によって次々に下層の水との混合がおこるが、表面から h_n の層までの水塊の平均水温がその水塊の塩分に対する結氷温度まで下つても h_n 層の密度 ρ_n に達

しないことがある。この場合には温度低下のみによる混合は $(n-1)h$ と $n \cdot h$ のあいだの深さまでしか行なわれない。

この深さは結氷開始前までにできる混合層の深さで、密度の躍層をあらわしている。

混合が n 層まで行なわれるためには h_n 層までの水塊の平均温度が結氷温度 t_f にまで下つたうえで、更に塩分がふえることが必要である。即ち温度と塩分がそれぞれ

$$\bar{t}_n = t_{\bar{n}} - \Delta t_{nh} = t_f \quad (4)$$

$$\bar{S}_n = \frac{S_1 + S_2 + \dots + S_n}{n} + \Delta S_{nh} = S_{\bar{n}} + \Delta S_{nh} \quad (5)$$

とならなければならない。 t_f は塩分 $S_{\bar{n}}$ に対する結氷温度をあらわしている。この場合に温度を下げるために失われる熱量は

$$\Delta Q_{t,n} = c \cdot \rho_n \cdot nh \cdot \Delta t_{nh} \quad (6)$$

である。

(5)式であらわされる塩分の増加は海水の生成による塩分の放出によつて行なわれる。今厚さ h m の層の表面に厚さ I cm, 塩分 $S_i\%$, 密度 ρ_i の海氷ができたとする。これだけの厚さの海氷が塩分 $S_w\%$, 厚さ w cm の海水からできたとする

$$w = I \frac{\rho_i}{\rho_w} \quad (7)$$

である。ただし ρ_w は海水の密度である。厚さ w の海水中の塩の重量は $w \cdot S_w \times 10^{-6}$ gram であるから、氷の生成に原因する厚さ h の層の海水の塩分増加は

$$\Delta S_i = w \frac{S_w - S_i}{h-w} \% \quad (7)$$

である。 $\rho_w = 1.025$ とし、Зубов⁸⁾ にしたがつて $\rho_i = 0.926$ とすると $w = 0.90 I$ となる。 $S_w = 33\%$ とする。 S_i は海水の塩分、氷の生長速度や厚さなどによつてことなるが、筆者の測定した⁹⁾ オホーツク海北海道沿岸の海水の塩分 3~6% と Зубов⁸⁾ による北冰洋の海水の塩分 4~6% を参考してオホーツク海南部の海水に対して $S_i = 4\%$ と仮定する。更に w は h にくらべて小さいことを考慮に入れると (7) 式は次のようになる。

$$\Delta S_i = 26.1 \frac{I}{h} \quad (8)$$

または

$$I = \frac{h}{26.1} \Delta S_i \quad (9)$$

したがつて、第(5)式の右辺第2項であらわされる塩分増加のためには

$$I_n = \frac{nh}{26.1} \Delta S_{nh} \text{ cm} \quad (10)$$

の厚さの海氷ができればよいことがわかる。塩分 4% の海水の融解の潜熱は 70 cal/g であるか

ら、 I_n cm の厚さの海氷ができるためには海の表面の単位面積あたり

$$\Delta Q_{i,n} = 70 \times 0.926 I_n \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{cal}. \quad (11)$$

の熱量がうばわれなければならない。

以上の様な操作を次々に行なうことによって、更に深い層にまで温鹹混合がおこなわれるために必要な温度降下と海水の厚さ及びそれらに要する放熱量を容易に求めることができる。

III. オホーツク海の温鹹混合と海氷の生成

筆者は以前に、1941年9月上旬に蒼鷹丸がオホーツク海南部で行なつた海洋観測の結果を用いて同海の秋の海況を検討した³⁾。オホーツク海の秋季における海洋観測はこの資料以外に見当らないので、再び同じ資料と前節で述べた方法をもちいて、秋から冬にかけての温鹹混合の過程を吟味した。

Table 1. Calculation of ice potential and growth of ice at Station 7
(51°N, 151°E, 1 Sept. 1941, Sōyō-maru).

Observed Data			Layer	Depth (m)	Mean values		
Depth (m)	Temp. (°C)	Salinity (‰)			T	S	σ_t
0	11.40	32.30	1	0-10	11.32	32.30	24.64
10	11.23	32.30	2	10-20	10.73	32.30	24.74
25	6.57	32.30	3	20-30	6.83	32.30	25.34
50	0.15	32.65	4	30-40	2.35	32.40	25.88
100	-1.11	33.01	5	40-50	0.65	32.56	26.12
150	-0.10	33.30	6	50-60	-0.10	32.70	26.27
200	0.61	33.37	7	60-70	-0.45	32.78	26.36
300	0.79	33.50	8	70-80	-0.73	32.84	26.42
400	1.03	33.66	9	80-100	-1.00	32.94	26.50
500	1.49	33.75					
600	1.93	33.93					
800	2.29	34.34					
1000	2.37	34.22					

Layer	Depth (No.) (m)	Before mixing			After mixing					ΣQ_t (Kg·cal/cm ²)	ΣQ_i (Kg·cal/cm ²)	ΣQ (Kg·cal/cm ²)
		Temp. (t_n °C)	Sal. (S_n ‰)	σ_t	Temp. (\bar{t} °C)	Sal. (\bar{S} ‰)	Δt (°C)	ΔS (‰)	I (cm)			
1-2	20	11.03	32.30	24.74	10.73	32.30	-0.30	0	0	0.58	0	0.58
1-3	30	9.63	32.30	25.34	6.83	32.30	-2.80	0	0	8.09	0	8.09
1-4	40	7.81	32.32	25.88	1.65	32.32	-6.16	0	0	23.7	0	23.7
1-5	50	6.38	32.37	26.12	-1.76	32.45	-8.14	+0.08	15.3	39.2	0.99	40.2
1-6	60	5.30	32.43	26.27	-1.76	32.63	-7.06	+0.20	46.0	40.7	2.98	43.7
1-7	70	4.48	32.48	26.36	-1.76	32.74	-6.24	+0.26	69.7	42.0	4.52	46.5
1-8	80	3.83	32.52	26.42	-1.76	32.52	-5.59	+0.31	95.0	43.1	6.15	49.3
1-9	100	2.86	32.57	26.50	-1.76	32.57	-4.62	+0.35	121	44.5	7.85	52.4

Table 1 は上記の観測による測点 7 (51°N , 151°E) の観測値および計算結果を示したものである。計算にあたつては、海を 10 m 每の厚さの層に分割しておののの温度、塩分、密度を求める。

第1の層は塩分が変わらないで温度が下り、第2の層とひとしい密度になると互に混合して密度が 24.74 の水塊ができる。この水塊の塩分は混合前の2つの水塊の平均の塩分、即ち、 32.30% である。この塩分で、密度 24.74 の水塊の温度は 10.73°C であり、混合前の2つの水塊の平均温度は 11.03°C であるから、 0.30°C 冷却されてはじめて混合することになる。

この計算は等密度線を記入した T - S 表を用いると容易に行なうことができる。結局、(3) 式に $\Delta t_{2h} = 0.30^{\circ}\text{C}$ 、水の深さとして 20 m を代入して、第1の層と第2の層が混合するために表面から失われた熱量を求めることができる。海水の比熱は温度と塩分によって僅かにことなるが Kuwahara¹⁰⁾ の求めた 0°C 、塩分 33% に対する値 $c = 0.94$ をもちいると、求める熱量として単位面積あたり $Q_{t,2} = 0.58 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ を得る。

全く同様にして、 $8.1 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ の熱がうばわれると対流は 30 m の深さにまで達する。このようにして第4の層までは混合が温度低下のみによって行なわれる。その結果、表面から 40 m の深さまで水温 1.65°C 、塩分 32.3% となる。ところが、第5の層までの水を混合させてその水温を結氷温度 (-1.76°C) まで下げるにもその密度は第5の層の密度に達しない。即ち、温度を下げることによる混合は 50 m の深さには達しない。第5の層まで混合がおこるためには温度を結氷点にとどめたままで塩分を 32.45% に、即ち、 0.08% だけ高めなければならない。 50 m の厚さの水の塩分を 0.08% たかめるためには、(10)式により 15 cm の厚さの海水ができればよいことがわかる。このために必要な放熱量 Q_i は(11)式により $0.99 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ である。一方、水温を結氷温度まで下げるために $39.2 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ の放熱が必要であるから、合計 $40.2 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ の熱が奪われると 15 cm の厚さの海水ができ、混合は 50 m の深さに達する。

同じようにして、混合が 100 m の深さに達するためには $52.4 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ の熱が奪われなければならず、その時には 121 cm の厚さの海水ができる。

Fig. 1 は Table 1 に示した計算結果による鉛直混合の模様を示したものである。点は観測値を示し、点線は各 10 m 每の平均の温度と塩分をあらわしている。混合の過程は太い実線であらわしており、例えば 40 m の深さまでの混合の結果を示す実線には“4”と番号をつけてある。図中で混合後の塩分の増加は海水の生成に原因するもので、それに対応する水の厚さはヒストグラムで示した。図には又、翌 1942 年 5 月 12 日にこの測点の近く ($51^{\circ}3.6'\text{N}$, $149^{\circ}48.2'\text{E}$) で得られた(富山丸、測点 13) 温度・塩分の分布を鎖線で記入した。5 月になると表面近くの水温はいくらか上昇しているが 50 m から 80 m 位の深さまでは結氷温度になつてているのがわかる。富山丸の観測は融氷後間もなく行なわれたものであるから、得られた結果は表面近くをのぞいては、結氷期のおわり頃の状態を示しているものとみなすことができよう。即ち、計算に用いた測点 7 附近では結氷期のおわりまでに $70\sim80\text{ m}$ の深さまで温鹹混合が行われたとみなすことができるであろう。この附近の水厚は測定せられていないが、対流層の深さを 80 m

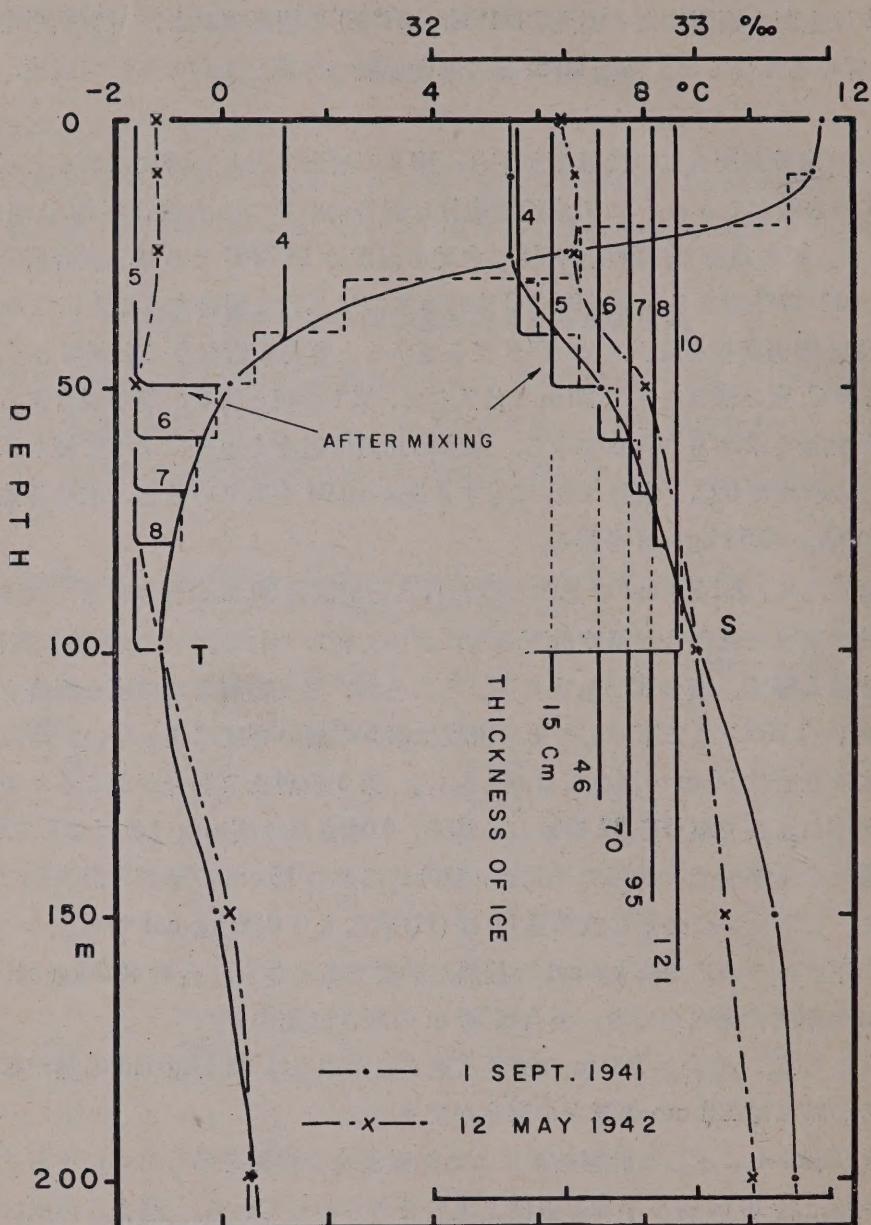


Fig. 1. Observed and forecasted vertical distribution of temperature and salinity at St. 7 (51°N , 151°E)

とすると第1表より氷厚は約95cmということがわかる。氷が全部融解すると海水の塩分は結氷前に観測された分布(細い実線)に近づく筈であるが、富山丸が観測した値はそれよりも大分多い。

冬のあいだに混合層の深さが80mに達し、95cmの氷ができたとすると、表面から80mの深さまではFig 1 及び表に示したように塩分が32.8‰になつていて考えられる。一方、融氷後の30mの深さまでの塩分はほぼ32.5‰である。塩分4‰の氷の融け水が30mの深さまで均等に混りあつたものとすると、この測点附近で融けた氷の厚さは僅か22cmであることが

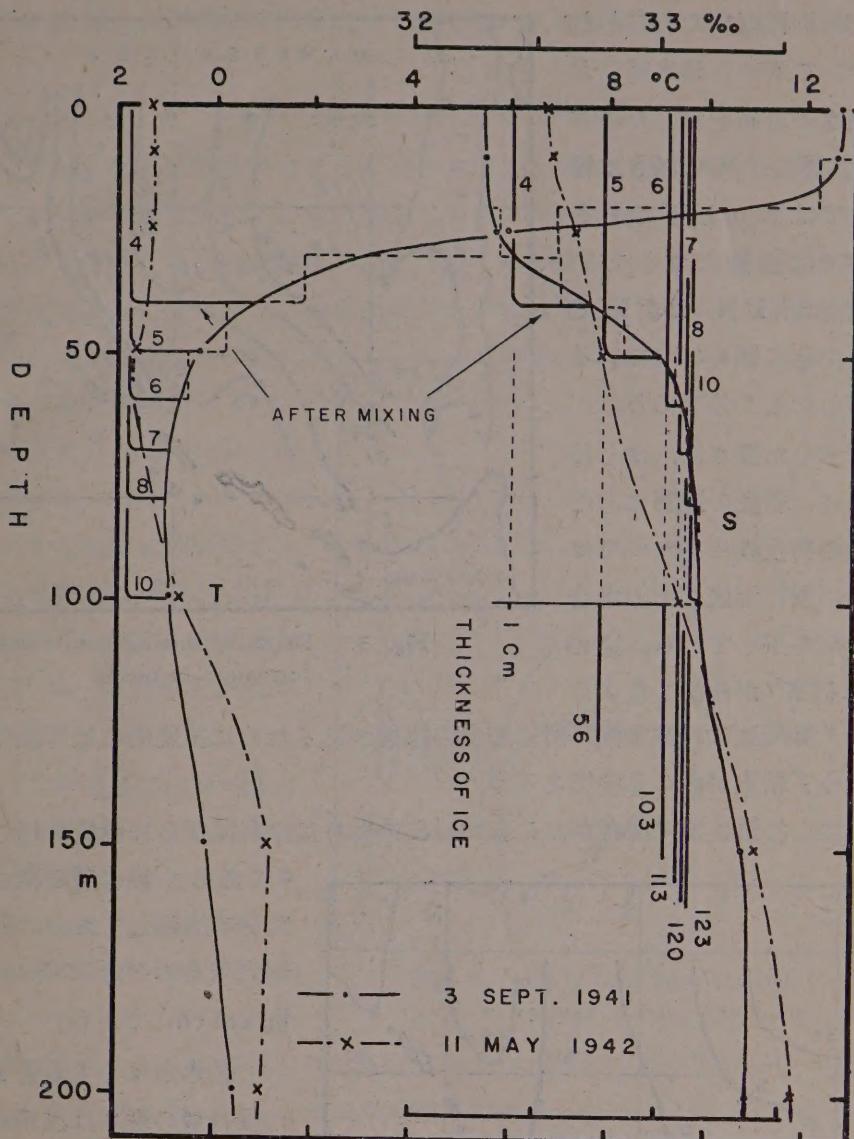


Fig. 2. Observed and forecasted vertical distribution of temperature and salinity at St. 15. ($48^{\circ}53'N$, $147^{\circ}43'E$)

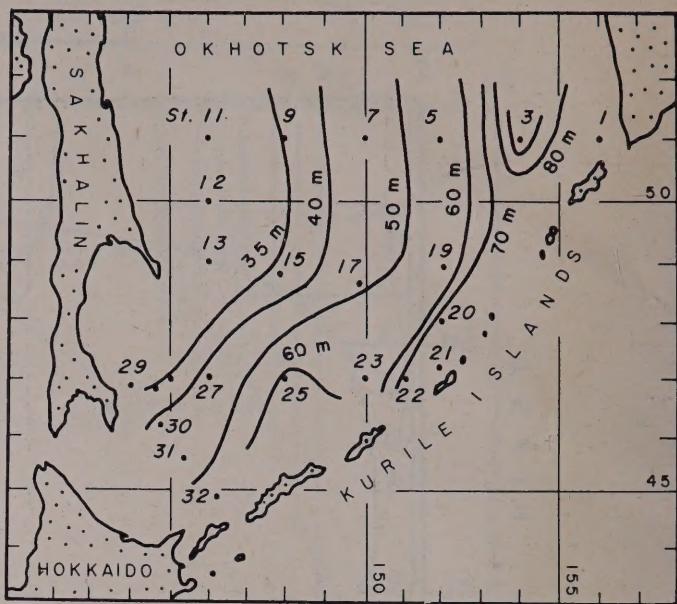
わかる。即ち95cmの氷が生成されたが、そのうちの凡そ3/4は融解以前に他の地点に運ばれたと見做さざるを得ない。オホーツク海では北西の季節風のために海水が南乃至南東部に吹きよせられることが確められており、上述の結冰量と融冰量のちがいも同じ原因によることはあきらかである。

測点15について計算した結果を示したのがFig. 2である。ここでも計算によって求めた温度分布曲線は結氷期直後の富山丸の観測値($48^{\circ}46.6'N$, $148^{\circ}27.6'E$)と良く一致しており、前述した方法を用いて冬季の鉛直混合の模様を推定し得ることは明らかである。Fig. 2では結氷前におこる混合の深さは約40mで結氷期のおわりにはそれが60~70mに達することがわかる。後者の値から氷厚は100~110cmと推定される。

9月上旬に海洋観測の行なわれた各測点について求めた結氷前における混合の深さの分布を示したのがFig. 3である。即ち、その深さは樺太の東岸近くでは40m以下であるが千島列島沖では急激に増している。ただし測点3(51°N, 154°E)で対流層の深さが急に深くなっているのは理解に苦しむところである。

Fig. 3に示した深さは、はじめに述べたように、密度の躍層にあたつていて結氷の初生成にあたつてはこれらの深さの所に海底がある場合とほぼ同じ役割を果している。逆に言えば、既に福富⁵⁾が指摘したように、オホーツク海にはこの様な浅い所に密度の躍層があるために緯度的には可成り南に位置するにもかかわらず結氷がおこるのであろう。

Fig. 3に示した深さまで混合がおこるために失われなければならぬ熱量を示したのがFig.



れてはいないので僅かに前に述べた2点についてのみ氷厚を推定できたにすぎなかつた。

IV. 結氷初日の予報への適用

前節までに結氷の初生成までにおこる混合の深さとそれに要する放熱量を求めた。

結氷初日がわかつておれば、計算の基礎にもちいた海洋観測の行なわれた日から起算して海の表面からの1日あたりの放熱量がわかる。逆にその量がわかれば結氷初日を予報することができる。残念なことにオホーツク海中央部における結氷初日については僅かに前記の福富が理論的に求めた値が知られているのみである。その結果を利用すると、測点7では結氷初日は12月20日頃である。海洋観測の行なわれたのは9月1日であるからその期間中の1日あたりの放熱量 $\Delta Q_t = 39.1 \div 111 = 0.352 \text{ kg} \cdot \text{cal/cm}^2$ である。各測点について求めた ΔQ_t の分布を Fig. 5 に示した。

図から、この海域では9~12月のあいだでは平均して1日あたり $0.3 \sim 0.4 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ の熱が失われることがわかる。この値は Jacobs¹⁾ が求めた北太平洋の $45^\circ \sim 50^\circ \text{N}$ 附近での9月から11月のあいだの平均の放熱

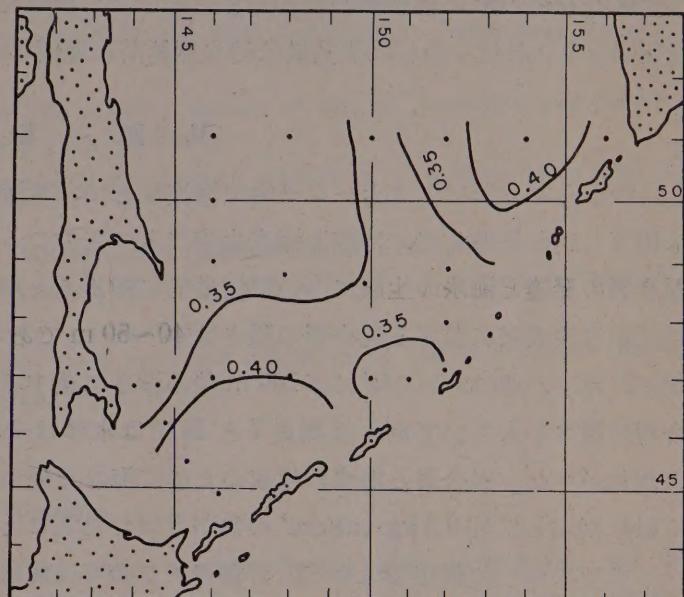


Fig. 5. Daily heat loss in autumn and early winter in $\text{Kg} \cdot \text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$.

量 $0.2 \text{ kg} \cdot \text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$ と比較するとやや多い。バレンツ海について Defant⁶⁾ が求めた結果は $\Delta Q_t = 0.14 \text{ kg} \cdot \text{cal}$ で Fig. 5 に示した値の半分以下である。

Fig. 5 をみると、エトロフ島北西沖の海域では ΔQ_t が特に大きな値を示しており、Defant や Jacobs の求めた値に比較して大きすぎるようにおもわれる。最近数年間に航空機によって行なわれた海水観測によると¹¹⁾、1月中旬すぎには樺太東岸から北海道北東沿岸沖に流氷がみとめられているにも拘わらずエトロフ島北西沖附近では海水がみとめられない場合が多い。筆者の体験によると、1960年2月1日、北海道の北東沿岸沖から国後島南沖に多量の定着氷または流氷がみとめられたのにも拘わらず択捉海峡では全く氷がみられないばかりでなく水温も約 $+1^\circ\text{C}$ であった。これらのことから考えると、エトロフ島北西沖附近の海域での結氷初日は福富が求めた日(1月10日頃)よりも可成りおそいのではないかとおもわれる。したがつて実際の1日あたりの放熱量は図に示した値より小さいと考えたほうが妥当であろう。

このようにして1日あたりの放熱量が求められると、9月以降に行なわれた海洋観測の結果を用いて結氷初日の予報を行なうことが可能である。残念乍ら、筆者の知る限りでは、9

月以降のオホーツク海の海洋観測は筆者の利用したもの以外にはないようである。将来、海洋観測が計画的に行なわれるならば $4Q_i$ の値ももつと良い精度で求められひいては結氷初日、氷厚についての予報を行なうことができるであろう。

結氷生成期間中に氷面から失われる熱量も全く同様にして求めることができる。測点 7において気温が海水の結氷温度に達する日、即ち、氷厚の増加が停止する日を 3月末日と仮定すると、結氷初日は福富によると 12 月 20 日であるから結氷期間は 110 日である。氷厚は 95 cm で結氷期間中に氷面から奪われる全熱量は $10 \text{ kg} \cdot \text{cal cm}^2$ (Table 1 参照) であるから 1 日あたり $0.09 \text{ kg} \cdot \text{cal/cm}^2$ の熱が奪われることになる。当然のことであるが、熱の不良導体である氷の表面から 1 日あたり失われる熱量は結氷開始前に海面から失われるその数分の一にすぎない。

V. 結語

秋から冬にかけてオホーツク海に海流などによる海水の運動はなく、また蒸発量と降水量は相等しいと見做して、冷却と海水生成によつておこる温鹹混合を近似的に求めた。その結果、混合層の発達と海水の生成について定量的に知ることができた。即ち、オホーツク海の南半部では結氷生成前に生ずる混合層の深さは 40~50 m であるが、結氷の生成による海水の塩分増加のために、冬のおわり頃には 100 m 位の深さに達することがわかつた。観測で確かめられた混合層の深さをもつて例えば測点 7 と 15 では氷厚はそれぞれ 95 cm と 100~110 cm になることがわかつた。混合層と海水の生成のために海から失われる全熱量を求め、秋から冬のあいだに毎日平均して約 $0.3 \text{ kg} \cdot \text{cal/cm}^2$ の熱がうばわれることがわかつた。

すでに述べた仮定のほかに、計算にあたつては海水の塩分量を 4% とし、しかも海水は破壊されたり又流れ去ることはないと見做している。しかし、よく知られているように海水は風によつて容易に破壊されたり流されたりする。そのため例えば測点 7 附近で厚さ 95 cm の一枚氷ができるという結果は実際とは可成りかけはなれているであろう。実際には、ある厚さになつた氷は破壊されたり流されたりしてしまつて再びそこで新しく氷ができるという過程が繰り返えされるであろうし、また他の所から別の氷が運ばれて来ることもある。一般に薄い海水の塩分は厚い氷にくらべるとずつと多いので、前者のような場合には第 7 式中の海水の塩分 S_i が計算に用いた場合よりも大きくなる。したがつて、もし海水生成によつておこる混合層の深さを一定とすると、氷厚はもつと大きくなる筈である。また後者の場合には氷中の塩分量は複雑な値をとる。それゆえ混合層の深さから氷厚を推定する場合にはこれらの点を充分考慮する必要がある。

得られた結果には多くの仮定が含まれているにも拘わらず、計画的に実施された海洋観測の結果に以上に述べた方法を適用するとオホーツク海における結氷初日、氷厚、混合層の形成についてほぼ定量的に知ることができ、更にそれらをある程度予報することができることは明らかである。

文 献

- 1) Jacobs, W. C. 1951 The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences. *Bul. Scripps Inst. Oceanography*, Univ. Calif., **6**, No. 2, 27-122.
- 2) 梶浦欣二郎 1949 オホーツク海の夏季海況について. *日本海洋学会誌*, **5**, 第1号, 13-18.
- 3) 田畠忠司 1953 千島列島南沖及びオホーツク海南部の海況について. *低温科学*, **9**, 159-170.
- 4) U. S. Navy Hydrographic Office. 1946 *Ice atlas of the Northern hemisphere*. H. O. No. 550. Министерство Обороны Союза ССР. 1953 *Морской Атлас*.
- 5) 福富孝治 1950 海氷の研究(第3報) 沿岸海水の生成に就いての理論的考察. *低温科学*, **3**, 131-142.
- 6) Зубов, Н. 1938 *Морские воды и льды*. Гидрометеоиздат, Москва.
Defant, A. 1949 *Konvektion und Eisbereitschaft in Polaren Seefleeren*. *Geografiska Annaler*, **XXXI**, 25-35.
- 7) Lee, O. S. and Simpson, L. S. 1954 A practical method of sea ice formation and growth. Technical report No. 4, U. S. Navy Hydrogr. Office.
- 8) Brown, A. L. 1954 An analytical method of ice potential calculation. Technical report No. 6, U. S. Navy Hydrogr. Office.
- 9) Зубов, Н. 1945 *Льды Арктики*. Издательство Главсевморпути, Москва,
- 10) 福富孝治・楠 宏・田畠忠司 1951 海氷の研究(第11報) 網走, 紋別に於ける沿岸海水中の塩素量について. *低温科学*, **6**, 71-84.
- 11) 渡辺貫太郎 談話による.

Résumé

The depth of thermohaline mixing which occurs before and during the sea ice formation and also ice potential were calculated for the southern part of the Okhotsk Sea. The result of oceanographic observation carried out at the beginning of September (Sōyō-maru, 1941) was used as the basis of computation. In this season, thermal energy stored in sea water is being continuously removed to the air.

The amount of evaporation from the sea surface was assumed as equal to that of precipitation, in view of the work by Jacobs. Heat loss due to evaporation and horizontal movement of sea water were neglected. As the method of computing ice potential, that proposed by Defant was adopted.

Before sea ice forms, mixing is accomplished merely by temperature change of sea water. If a temperature below the freezing point is required for further mixing, sea ice forms and the salinity of remaining water is increased. Figs. 1 and 2 show the vertical distribution of temperature and salinity observed by Sōyō-maru and also that computed. From these figures, the process of mixing is easily recognized and it is known that the forecasted distribution are in fairly good agreement to that observed by Toyama-maru at the beginning of May 1942.

The depth of mixing layer accomplished before ice formed is shown in Fig. 3 and the amount of heat loss required for mixing (i.e. ice potential) is seen in Fig. 4. Using the date of first ice formation obtained theoretically by Fukutomi, the author calculated

the mean daily loss of heat between September and December as is seen in Fig. 5 For the southern Okhotsk Sea, $0.3 \text{ kg} \cdot \text{cal/cm}^2 \text{ day}$ is obtained. The approximate thickness of ice was calculated at stations 7 and 15 of Sōyō-maru and was estimated as 95 and 110 cm repectively. In this calculation, as the depth of mixing layer that actually observed by Toyama-maru after the ice has melted was adopted and the results of ice potential computation shown in Table 1 was also used.

Date Due

54649

Pam:551.326. :
(*666)
TABABA

TABATA, Tadashi
AUTHOR

TITLE On the formation and growth
of sea ice in the southern
part of the Okhotsk Sea.

DATE LOANED	BORROWER'S NAME	DATE DUE

54649

BOREAL INSTITUTE FOR NORTHERN STUDIES, LIBRARY
THE UNIVERSITY OF ALBERTA
EDMONTON, ALBERTA T6G 2E9
CANADA

University of Alberta Library



0 1620 0332 6004